- Prentice Hall Inc, 1993. 110~ 210
- 2 Volkman J K, Barrett S T, Dunstan G A. C₂₅ and C₃₀ highly branched isoprenoid alkenes in laboratory cultures of two marine diatoms. *Org Geochem*, 1994, 21: 407~ 413
 - 3 Metzger P, Casadevall E, Pouet M J, et al. Structures of some botryococcenes: branched hydrocarbon from the B-race of the green alga *Botryococcus braunii*. *Phytochemistry*, 1985, 24: 2995~ 3002
 - 4 Javor B. Hypersaline Environments: Microbiology and Biogeochemistry, New York: Science Tech Publishers, 1989. 147~ 157
 - 5 刘建国, 吴超元. 盐藻和β-胡萝卜素研究述评. *海洋与湖沼*, 1995, 26(3): 323~ 330
 - 6 吴庆余, 章冰, 宋一涛, 等. 水解和细菌降解作用对小球藻热模拟烷烃及生物标志物的影响. *科学通报*, 1998, 43(1): 76~ 80
 - 7 Holzer G, Oro J. Gas chromatographic-mass spectrometric analysis of neutral lipids from methanogenic and thermoacidophilic bacteria. *J Chromatography*, 1979, 186: 795~ 809
 - 8 Risatti J B, Rowland S J, Yon D A, et al. Stereochemical studies of acyclic isoprenoids. vi Lipids of methanogenic bacteria and possible contribution to sediments. *Org Geochem*, 1984, 6: 93~ 104
 - 9 Brassell S C, Wardroper A M K, Thomson J R, et al. Specific acyclic isoprenoids as biological markers of methanogenic bacteria in marine sediments. *Nature*, 1981, 290: 693~ 696
 - 10 Freeman K H, Hayes J M, Trendel J M, et al. Evidence from GC-MS carbon isotopic measurements for multiple origins of sedimentary hydrocarbons. *Nature*, 1990, 353: 254~ 256
 - 11 Waples D W, Haug P, Welte D H. Occurrence of a regular C₂₅ isoprenoid hydrocarbon in Tertiary sediments representing a lagoonal type, saline environment. *Geochim Cosmochim Acta*, 1974, 38: 381~ 387
 - 12 ten Haven H L, de Leeuw J W, Schenck P A. Organic geochemical studies of a Messinian evaporitic basin, northern Apennines (Italy). I. hydrocarbon biological markers for a hypersaline environment. *Geochim Cosmochim Acta*, 1985, 49: 2181~ 2191
 - 13 Thomas J B, Marshall J, Mann A L, et al. Dinosteranes (4, 23, 24-trimethylsteranes) and other biological markers in dinoflagellate-rich marine sediments of Rhaetian age. *Org Geochem*, 1993, 20(1): 91~ 104

(1998-06-04 收稿, 1998-10-30 收修改稿)

三轴压缩下不同构造花岗岩的微破裂 时空分布特征及其地震学意义

刘力强 马胜利 马瑾 雷兴林^④

楠濑勤一郎^④ 西泽修^④ L. Jouniaux^(四)

(中国地震局地质研究所, 北京 100029; ④日本地质调查所, 日本筑波;

(四)Laboratoire de Geologie & CNRS, URA, Paris, France)

摘要 利用一套新型的声发射测量系统, 研究了三轴压缩下两种花岗岩变形过程中微破裂活动的时空分布. Inada 花岗岩的声发射在时间上和空间上丛集现象不明显, 因而根据微破裂难以准确推测主破裂的时间和位置; 而 Mayet 花岗岩的声发射在时间上丛集出现, 在空间上沿主破裂丛集分布, 因此根据微破裂可以较准确地预测主破裂的时间和位置. 这种差异归因于岩石构造不同引起的变形方式的不同.

关键词 岩石构造 声发射 微破裂 时空分布 地震活动性

岩石在受力变形过程中的微破裂活动伴有声发射, 因此声发射方法是揭示岩石变形破坏

过程的有效工具. 由于岩石破裂与地震活动之间的相关性, 岩石破裂声发射研究在地震研究中一直很受重视. 其核心工作是研究不同条件下岩石变形声发射时空分布, 为探讨地震活动时空分布的规律及机制提供依据. 在 Mogi^[1,2] 和 Scholz^[3,4] 等人 60 年代的开拓性研究之后, 随着实验技术的不断发展, 国内外已在此方面取得了许多有意义的结果, 同时也提出了许多需要研究的问题^[5]. 其中关于岩石在三轴压缩条件下的声发射空间分布图像存在两种不同的结果, 一种是声发射源沿未来的主破裂面丛集出现^[6], 另一种则是声发射源在标本中散漫分布, 只是其分维数在破裂前有所下降^[7,8], 相应的声发射时间序列也有差异. 造成这些差异的原因一直是有争议的问题, 一般认为与实验设备和实验方法的不同有关. 但我们最近的研究表明, 在实验设备和方法相同的条件下, 仅仅由于岩石构造的差异便可造成声发射不同的时空分布. 本文简要报道这一结果并讨论其在地震活动分析中的意义.

1 实验方法

实验标本为直径 50 mm、长 100 mm 的圆柱状花岗岩. 采用了两种花岗岩, 一种为日本 Inada 细晶花岗岩(平均粒径 1 mm); 另一种为法国 Mayet 粗晶花岗岩(平均粒径 5 mm), 含有粒径达 20 mm 左右的长石斑晶, 实验标本含有一条与长轴方向成 20~ 30° 夹角的天然节理(被硅质胶结). 实验在液体介质三轴装置上进行, 围压为 40~ 80 MPa, 轴向加载速率为 3 MPa/min. 标本上布设了 20 个声发射传感器, 并布有 3 个用于波速测量的激振器. 标本中部粘贴了 6 组应变片, 用于测量标本的变形. 所有参量均采用数字化记录, 其中声发射观测系统为 32 通道、采样速率 20 MHz、分辨率 12 bit 的全波形数字采集系统^[9], 通过配置增益, 信号记录的动态范围可达 90 dB, 系统最短“死时间”为 200 μ s. 借鉴地震学的基本原理和方法, 根据每个声发射事件的 20 个波形记录对破裂源进行定位并计算其相对能级.

2 实验结果

2.1 声发射时间序列与变形过程

图 1 给出了两种花岗岩变形破坏过程中声发射的时间序列及累加曲线(其斜率反映声发射发生率的高低)以及根据 6 组应变片记录结果得到的标本平均体应变(定义压缩为正)随时间的变化. 由图 1(a)可见, 当应力达到 Inada 花岗岩最终破裂强度的 30% 左右, 声发射开始出现, 其发生频率迅速增加至 12 次/s 左右, 并基本保持为常数. 当应力达到最终强度的 85% 左右, 声发射有一个相对平静期, 发生率明显降低, 此后声发射发生率保持增加的趋势, 主破裂前增至 78 次/s 左右. 声发射事件的能级在整个变形过程中变化不大. 声发射的开始点与体应变偏离线弹性的起点(即扩容的起点)在时间上完全一致, 在此之前几乎没有声发射, 说明声发射反映的微破裂与体积扩容相对应.

由图 1(b)可见, Mayet 花岗岩在应力仅达最终破裂强度的 25% 左右时, 便有声发射产生, 但发生率始终很低(平均小于 1 次/s), 声发射的能级也很低. 在应力达到最终强度的 85% 左右时, 声发射发生率迅速上升, 提高了 1~ 2 个数量级, 声发射的能级也明显提高. 此后有一个相对平静的阶段, 紧邻主破裂声发射活动再度增强, 发生率最高达 1010 次/s. 由体应变反映的标本的扩容出现在最终破裂强度的 85% 左右, 与声发射发生率的急剧增加相对应, 而此前稀疏的小声发射事件并不对应于标本的扩容.

2.2 声发射的空间分布与破裂图象

图2和图3分别给出了两种花岗岩变形过程中声发射破裂源的定位结果. 对比两图可见, Inada花岗岩与 Mayet 花岗岩具有完全不同的声发射分布图象. Inada 花岗岩的声发射源在纵、横剖面上均表现为弥散随机的分布图象(图2(a)和(b)), 沿主破裂未见明显的丛集现象; 而 Mayet 花岗岩的大部分声发射源在纵、横剖面上都集中在以主破裂为核心的条带内(图3(a)和(b)).

实验前后用高分辨率 CT 扫描仪对标本进行了探测. Inada 花岗岩标本实验前构造均匀, 未见任何天然节理(图2(c)), 实验后主破裂反映明显(图2(d)). 但 Mayet 花岗岩标本所含的一条已被硅质胶结的天然节理在实验前清晰可见, 其标志是错断了一个长石斑晶(图3(c)), 实验后的主破裂与其重合(图3(d)). 显然, 这条天然节理在微破裂的空间分布上起着明显的控制作用.

图1 花岗岩声发射的时间序列、声发射数目累加曲线(ΣN_{AE})及体应变(ϵ_v)的变化(其中 S_p 表示最终强度百分数)

(a) Inada 花岗岩, 围压 80MPa; (b) Mayet 花岗岩, 围压 40MPa

图2 Inada 花岗岩声发射源分布及岩石结构 CT 扫描图象

(a) 声发射源在标本纵剖面(垂直主破裂面)上的投影; (b) 声发射源(图示位置 2mm 范围内)在标本横剖面上的投影; (c) 实验前标本剖面 CT 扫描图象; (d)

实验后标本剖面 CT 扫描图象

图3 Mayet 花岗岩声发射源分布及岩石结构 CT 扫描图象
(a) 声发射源在标本纵剖面(垂直主破裂面)上的投影; (b) 声发射源
(图示位置 2 mm 范围内)在标本横剖面上的投影; (c) 实验前标本剖
面 CT 扫描图象; (d) 实验后标本剖面 CT 扫描图象

3 讨论

(1) 岩石变形过程中的声发射是扩容过程中微破裂的反映, 声发射在扩容一开始便发生, 而且与扩容速率成正比^[3,4]. 总体来看, 本文的结果支持这种观点, 但同时也表明, 岩石构造对声发射的时空分布有明显的控制作用. Inada 花岗岩构造均匀, 当应力达到一定程度时, 微破裂出现在整个体积内, 引起标本的扩容(体积扩容), 且扩容一直持续到最终破裂, 因此声发射在时间和空间上分布较为均匀. Mayet 花岗岩构造非均匀, 所含天然节理面控制着变形破坏过程. 应力集中使得微破裂很早便会产生, 但这样的微破裂能量小且限于节理附近, 引起的扩容属节理扩容^[10], 此时标本大部分区域仍处于线弹性阶段, 宏观上观测不到扩容现象; 当应力增加到较高水平时, 以节理为核心的破裂带开始形成, 伴有大量微破裂活动, 引起的扩容类似于断层带的扩容^[11], 宏观上可以观测到. 因此, 声发射在空间上丛集于节理附近, 在时间上丛集于主破裂发生前较短的时间内.

(2) 微震活动时空分布特征是地震预报的重要依据. 本文的实验结果表明, 对于均匀岩石的破裂, 由于声发射发生率和能级在时间和空间上分布较均匀, 据其难以准确推测主破裂的时间和位置; 而对构造非均匀岩石的破裂, 根据声发射在时间和空间上明显的丛集现象, 可以较准确地预测主破裂的时间和位置. 这意味着根据微震活动可能难以准确预测以前者为机制的地震, 而可以较准确地预测以后者为机制的地震.

(3) 地震活动具有明显的区域性特征, 在不同的观察尺度上, 大至地震带, 小到某个小震群的空间分布, 无不显示出地震活动在空间上的不均匀性^[12]. 这种非均匀性的原因一直是人们探索的问题. 本文的结果表明, 岩石构造的非均匀可能是造成地震活动非均匀的重要因素之一. 在区域地震危险性评价中, 不仅要关注已有的活动断层, 还应注意那些非活动断层或构造面, 因为如果应力场方向适宜, 这些构造将成为潜在的发震构造.

致谢 本文是中国地震局“九五”重点项目(编号: 95-04-06)的一部分, 实验工作得到了日本地质调查所的帮助. 马文涛、佐藤隆司、增田幸治等参加了实验工作.

参 考 文 献

- 1 Mogi K. Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relation to earthquake phenomena. Bull Earthq Res Inst, 1962, 40: 125~ 173

- 2 Mogi K. Source location of elastic shocks in the fracturing process in rock (1). Bull Earthq Res Inst, 1968, 46: 1103~ 1125
- 3 Scholz C H. Microfracturing and the inelastic deformation of rock in compression. J Geophys Res, 1968, 73: 1417~ 1432
- 4 Scholz C H. Experimental study of the fracturing process in brittle rock. J Geophys Res, 1968, 73: 1447~ 1454
- 5 Lockner D. The role of acoustic emission in the study of rock fracture. Int J Rock Mech Min Sci, 1993, 30: 883~ 900
- 6 Lockner D A, Byerlee J D, Kuksenko V, et al. Observations of quasistatic fault growth from acoustic emissions. In: Fault Mechanics and Transport Properties of rocks. San Diego: Academic, 1992. 3~ 32
- 7 Kusunose K, Lei X, Nishizawa O, et al. Effect of grain size on fractal structure of acoustic emission hypocenter distribution in granitic rocks. Phys Earth planet Inter, 1991, 67: 194~ 199
- 8 雷兴林, 马 瑾, 楠濂勤一郎, 等. 三轴压缩下粗晶花岗岩声发射三维分布及其分形特征. 地震地质, 1991, 13: 97~ 114
- 9 Satoh T, Nishizawa O. A high speed, multi-channel waveform recording system for AE measurement. Bull Geol Survey Japan, 1997, 48: 439~ 446
- 10 Sundaram P, Goodman R, Wang C-Y. Precursory and coseismic water pressure variations in Stick-slip experiments. Geology, 1976, 4: 108~ 110
- 11 Rudnicki J W. Physical models of earthquake instability and precursory processes. Pure & Appl. Geophys, 1988, 126: 531~ 554
- 12 时振梁, 王 健, 张晓东. 中国地震活动性分区特征. 地震学报, 1995, 17: 20~ 24

(1998-09-17 收稿, 1998-12-18 收修改稿)

高温高压下蛇纹石电导率实验研究

朱茂旭 谢鸿森 郭 捷 张月明 许祖鸣

(中国科学院地球化学研究所, 贵阳 550002)

摘要 在 1.0~ 3.0 GPa, 300~ 870 °C 条件下测定了蛇纹石的电导率. 用阻抗谱分析了频率对电导率测定的影响, 并分析了蛇纹石脱水前后传导机制的变化. 实验表明, 蛇纹石脱水后电导率急剧增大, 通过这一机制在地球内部可形成高导层.

关键词 高温高压 蛇纹石 电导率 脱水作用

高温高压下对地球内部物质电导率的实验室测定可以获得地球内部物质的许多传导信息, 不仅能为野外大地电磁测量结果的解释提供重要依据, 也是建立地球内部温度剖面的重要依据之一. 此外, 电导率测量还能提供地球内部相态变化、流体和熔体的形成与分布, 以及氧化状态等信息^[1]. 地球内部存在许多高导层(HCL), 根据地球内部物质电导率测定结果及有关地球化学和地球物理观测资料, 解释高导层产生的微观物理和化学机理; 也是探讨地球内部结构和组成的重要内容之一. 蛇纹石作为俯冲带的重要的含水矿物, 已进行了多方面的高温高压实验研究^[2~ 4], 然而高温高压下电导率测定因多种困难, 一直是个棘手问题. 迄今为止, 蛇纹石的电导率的测定都是在较低的压力、温度及单频率下测定的^[5, 6]. 本文在压力为 1.0~ 3.0 GPa, 温度为 310~ 870 °C, 频率为 12~ 10⁵ Hz 下测定了蛇纹石的电导率.

1 实验样品和方法

实验所用样品均采自于云南哀牢山造山带的蛇纹石. 其主要化学成分为(质量) SiO₂(33.06~ 41.30), Al₂O₃(0.44~ 0.86), Fe₂O₃(4.28~ 9.25), FeO(1.20~ 5.13), MgO(31.47~ 37.82), CaO(0.21~ 3.83), Na₂O(0.01~ 0.08), K₂O(0.01~ 0.12), H₂O⁺(11.36~ 13.07). 蛇纹石预先